

融雪流出

高瀬 信忠

1. はじめに

本州日本海側の各地では年間降水量の約20～50%が冬の雪として降ることになるが、一般に降雪の多い日本海側の河川においては融雪による春季の出水が目立っている。しかし、この融雪出水はまた、発電その他公共用水の供給源ともなるので利水上の見地からみても極めて重要な問題となっている。しかしながら、降雪は降雨と違って一時に河川に流出してくるわけではなく、いったんは流域に貯留され、春になって気温の上昇に加えて降雨や風などを伴う場合には、かなりの出水をひき起こすこともあるが、前線性や台風性の降雨などによる普通の出水に比べ、その供給水量の集中度が低いため大洪水の危険性は、まず、ないと考えてよいであろう。その代わり出水の継続時間が極めて長く、長時間高水位を持続するので河床変動、内水問題、堤体や河川工作物などに与える影響は非常に大きく、河川工学上重要な問題であるといわなければならない。

2. 融雪現象と融雪流出

融雪流出の解析においては、積雪にかかる熱エネルギーとこれに対する応答を研究しなければならない。熱エネルギー源の気象因子としては、気温・日射・風・湿度・雨・地熱などが考えられるが、地熱は積雪下では地面はかなりの深さまで冷えているので、その影響は非常に小さく、日射はこの影響が気温に反映され、風は局地的にみた場合、融雪量とよい相関をもっているが流域全体を考えた場合、定量的な把握も困難であるけれども結果的には雪面上の空気を乱し、雪面温度を変化させるのであるから、雪面上の気温変化がこれを反映するであろう。また、湿度と雨は雨が暖雨なら考慮されるが熱量としては案外小さいともいわれている。このように積雪にかかる熱エネルギー入力指標として気温が最も重要視されてよく、また、気温は観測や観測結果の定量的処理の容易さといった利点もあるので、以上の点を考慮して、熱エネルギー入力指標として気温だけをとりあげて解析しているものが多い。

山に積った雪は、いわば天然の大貯水池ともいうべきであり、北陸地方の山間部では3～4 mを越す積雪は決して珍しくはないが、積雪の平均比重を仮に0.4（春になると雪もしまって重くなるのであるが、測定によると約0.45位とも報告されている）としても、1,200 mmから1,600 mmを越す雨量が山にたまっていることになる。梅雨や台風でさえ、1日の雨量はせいぜい400 mm程度であるから、山の雪がもし一度にとけたら大洪水になってしまうことになるが、幸いなことに雪は春になってゆっくりとけ、例年ならば、3月中旬頃に入ってから河川は緩慢に水位が上がり、北陸地方でも代表的な常願寺川、手取川、九頭竜川などは5月中旬頃まで約2か月間の長期にわたって指定水位以上（しかし、一時的に指定水位以下になることもある）の比較的高い水位を持続するが、暖気がここであたりすると雪どけを促進し、また、豪雨が降ったりすると河川は急激に水位を増して低い地域は満水し、地すべりや雪崩を誘発して広範囲にわたる融雪地すべりや洪水などの災害を引き起こすことになる。そして、本格的な融雪期（融雪洪水期）は暖気となる4～5月頃となるが、気温日融雪率（1℃で1日当りの融雪量）は約1～8 mm程度とされており、一般に森林が少ないと大きな値となり、また、融雪の初期には小さく以後次第に増加してゆく傾向を示している。例えば、4月に入ったある日、低気圧が日本海を通して「春1番」の暖かい風が吹いたとし、平均気温も15℃位になったとすれば、積雪は1日に約12cm位とけ、暖かい10m位の風が加われば更にとけ、1日に計20cm位とけることも

あるが、前述の雪の比重（0.4）と仮定しても、日降水量は約80mmという大きな雨に相当することになる。このような場合には河川も警戒水位は突破することになるであろうが、普通は4月から5月にかけて山間部では最も融雪現象が盛んである。

3. 融雪流出に関する従来の研究

融雪流出に関する研究は1930年頃より米国で活発に行なわれたが、熱収支に基づく理論的方法と気温日数（degree-day）法による経験的方法に大別することができる。前者は太陽の放射による熱量、空気から伝えられる熱量、そして、降雨から供給される熱量などを理論的に結びつけて融雪流出量を求めようとするもので、ウィルソン（Wilson）の融雪に関する熱力学的研究が特に注目され¹⁾、ライト（Light）もまた、同様の理論的研究を行っており²⁾、その厳密性は高く評価されるが、計測などの点で難点があって実用性に乏しい欠点がある。後者は融雪の因子を専ら気温に限って融雪流出量を推算する方法であって、その指標として気温日数を考え、米国において実用的方法として発展したもので、野外での観測調査および研究において注目すべき結果が発表されている³⁾。わが国においても、1950年頃よりこの種の研究がなされているが^{4), 5)}、境は独自の気温日変化方程式を提案してこれを発展させ、わが国河川においては気温日数に代えて気温時数（degree-hour）の必要なことを強調し、気温時数による0℃以上の積算気温と融雪流出量を対応させ、北海道河川の沙流川流域について研究した⁶⁾。この研究は、わが国河川が急流でかつ流域面積も小さいため、気温日数法を用いた時の矛盾を気温時数の概念を導入することによって解決した点において、大いに注目されるものといえよう。しかしながら、これらの方法は凍結線、雪線など境界線の時間的変動の考慮や標高差による気温分布のとり扱いなどが理論的、そして、具体的に明らかでない欠点があるので、気温の分布を地域的なものへ発展させる方法の1つとして、体積気温の概念を導入し、実際の適用例として北陸河川の手取川について解析した著者らの研究もある⁷⁾。

4. 熱収支に基づく融雪流出の理論的解析法

これは熱力学の関係式を用いた理論的方法であるが、融雪流出を解析するには次の3過程について検討を加える必要がある。

(1) 融雪機構

これは各種の気象要素による積雪表面の融雪量を求める段階で、物理的には積雪層にどのように熱が出入りしているかという問題になるが、今とけようとしている0℃の雪面についての熱量の収支を考えると、次のように表わされるであろう。

$$E = E_s + E_A + E_a + E_c + E_r - (E_B + E_v + E_d) \quad (1)$$

ただし、 E : 融雪に使われる総熱量

E_s : 日射による熱量

E_A : 大気輻射による熱量

E_a : 空気から伝達される熱量

E_c : 空気中の水蒸気の凝結による熱量

E_r : 降雨から伝達される熱量

E_B : 雪面の黒体輻射による熱量

E_v : 雪面での蒸発に費やされる熱量

E_d : 積雪内部に伝達される熱量

上式の各項については、その時の気象および積雪の状態などによって大きく左右されるものであるが、融雪の主要素となり得るのはその全部ではなく、融雪に最も効果があるのは観測結果によると、日射などの輻射熱と空気の対流に基づくいろいろの熱交換であるといわれている。

(2) 浸透機構

この段階では表面でとけて供給された融雪水が積雪層内を浸透し地表面に到達するまでにどのように変形し、どの程度の損失があるかを議論するもので、積雪層内での融雪水の移動は多孔質層内での流れという点では、図-1に示すようなハイドログラフ流出成分の概念分離上での地下水流出や中間流出と同じである。しかし、温度変化による水、氷の間の状態の相互変化や積雪の顕著な層化などのために、一般の地下水または土壌水の動きとはかなり違っているようである。

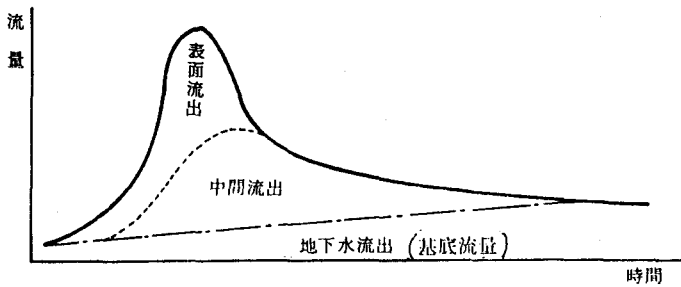


図-1 ハイドログラフ流出成分の分離

融雪の初期には雪の融解があまり強く起こらないので、融雪水はほとんど表面に近い積雪層内に保たれ、その後の寒気で凍結してしまうことが多い。水は積雪内部の深い所まではなかなか浸透しないのであるが、春が深まって日射が強くなり気温も上昇して1日のうちで気温が0℃以上の時間の占める割合が多くなってくると融雪も激しくなってくる。こうなると積雪表面層だけで融雪水を保つことができなくなり、水は積雪層内深くまで流れ下るようになる。しかし、融雪水が積雪層内を一様に流下しないことは、よく知られた事実であり、水は積雪内のある特定の幾つかの層だけに選択的にしみこみ、所々に水みちを作りながら次第に流下するのであるが、水の移動はまた、積雪層内の傾斜に強く影響されるようである。

(3) 流出過程

地表面に達した融雪水が下流の流量観測地点にどのような形で現われるかを解析するもので、ここでは流域特性がその大半を支配するため降雨による流出現象と合わせて検討する必要がある。そして、流出に關与する水量は全融雪水量と降雨であって、この加え合わせたものを換算降水量と名付けると、これと流出量との関係が重要になってくることになる。

a) ハイドログラフに対する考察 — 一般に融雪流出に対するハイドログラフ(hydrograph, 毎時流量曲線)の特徴としては、降雨流出に比べてハイドログラフにおけるピークの異常な遅れと減水部の勾配が非常に緩やかなことである。このような融雪流出の特徴は、全て積雪層の存在が基因していることは前述した通りであるが、これが流域特性に基因するものではないことは明らかである。すなわち、積雪層のある透水係数をもった粒子の層だと考え、地下水の流動と同様にとり扱うならば、この融雪流出の特徴を明らかにすることは容易になることも考えられるが、今後の研究課題であろう。

b) 流出係数 — 台風あるいは前線による降雨の場合、降雨量が全部流出せず、その何%かは損失雨量と

なるのであるが、融雪流出における流出係数はいかなるものかを考える必要がある。融雪期の初期においては積雪層内の保水能により相当な損失があり、また、地表面に達した融雪水も地下に浸透してしまうのではとんど流出せず、わずかに地下水流出あるいは中間流出を増加させるだけである。しかし、融雪の最盛期になると積雪層内での損失もほとんどなくなり、また、地下水も飽和状態に近くなるので融雪水はほとんど100%近く流出するものと考えてよいようである。

c) 基底流量の分離 — 融雪流出のように減水部の勾配が緩慢で、更に、融雪水量に日周期があるものでは、この期間中の基底流量を見出すことは困難であるが、1月から融雪期前までにかけての最渇水期の流量を調べてみると、この期間は積雪層が却って保温作用をなすものと考えられ、渇水量はほぼ一定に保たれている。そのため雪の深い地方の冬期では、基底流量として融雪の影響の少ない時期の最渇水量を与えてもよいものと考えられる。

d) 単位図について — 前述の換算降水量による河川への流出量の計算に必要な単位図について融雪流出に対する解析としては、降雨流出に対する解析結果があればそれを積雪特性によって修正すればよいものと考えられる。しかし、流域特性に対する降雨分布と積雪層厚ならびに融雪水量の分布を等しいと仮定しているのであり、その結果として積雪特性としては積雪層厚だけを考慮し、これによる流出の遅れを考えればよいことになるのである。融雪流出における融雪単位図は積雪層厚0の場合の降雨単位図を参考として決められることになるが、これらの考察についての著者らの研究⁸⁾を紹介しよう。

著者らは信濃川支川柿川流域（流域面積：約7.3 km²，流路延長：約5 km，新潟県長岡市）を対象として、降雨がある場合の資料について、図-2の気温単位図を適用して全流出量から気温による流出量を差引き、その残りが降雨によるものと仮定して、その流出量を降雨と対応させ図-3のような単位図を推定した。これよりわかる通り、ピークに達する時間が積雪深に比例して小さくなっているが、これは融雪水の浸透と流

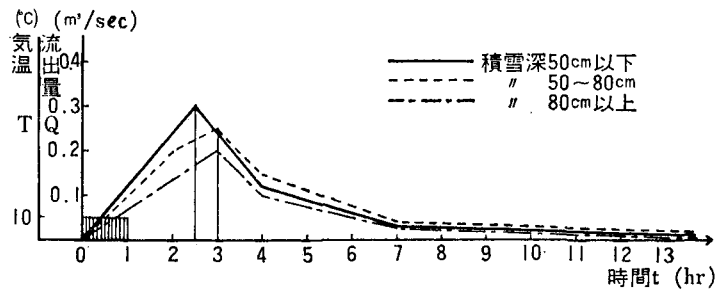


図-2 気温単位図

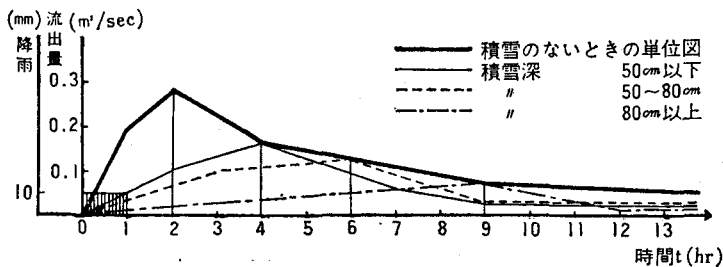


図-3 積雪時の降雨単位図

出の関係と同じく、降雨が積雪層を浸透して地表面に達する時間が積雪深にはほぼ比例するからであろうと思われる。また、流出量の絶対量が積雪深にはほぼ反比例しているようでもある。本来ならば単位雨量についての流出をとり扱っているのであるから、雪のない時の単位図と図-3において図上の面積が等しく積雪深による変化がないはずであるが、このような現象が生じたのは積雪中に吸収保留されて流出が一部しか行なわれていないためであろうと考えられる。

5. 融雪流出の実用的解析法

実際の河川流域では、森林、斜面の傾斜や方向・高度などが融雪量に複雑な影響を与えるだけでなく、放射・気温・湿度・風速などの因子を全地域について正確に推定し難いために、理論的解析法の適用はなかなか困難である。そのためにいろいろの実用的方法が考慮されてきたが、ここでは最も代表的な気温日数法について述べることにしたい。

(1) 気温日数法による融雪量

米国では実用的方法として、最も重要な気象因子である気温に着目して解析したこの方法が広く用いられているが、気温日数 (degree-day) とは日平均気温の 0°C (氷点) 以上の気温差であって、例えば、日平均気温を 5°C とすれば 5 気温日数という具合に定義し、単位気温日数当りの融雪量あるいは流出量を気温日融雪率 (degree-day factor) と呼んでおり、およそ $1 \sim 8 \text{ mm}/^{\circ}\text{C day}$ 程度となっていることは前述した通りである。すなわち

$$\text{気温日融雪率} (f_s) = \text{融雪量} / \text{気温日数} \quad (2)$$

この f_s の値は融雪の初期には小さいが以後だんだん増加し、融雪の終期には再び減少する傾向がある。これは初期には雪や土により遅滞が著しいが後には雪質のザラメ化により流出が早くなり、また、融雪の終期には積雪のある面積が減少するためと考えられる。

高度の変化する山地流域では、融雪期には積雪の厚さは一般に下部ほど薄くなり、高い上部に雪があるが下部には雪がないという状態が現われるが、この場合、積雪深が 0 になる境界線を雪線 (snow-line) という。雪線は時間とともに変化して降雪時にはほぼ等高線に沿うのが普通であるが、融雪期には、森林のある地域や北向斜面では低く林のない地域や南向斜面では高くなって、必ずしも等高線とは一致せず複雑な様相を呈するので、山地流域の融雪量を解析するには雪線の変化を観測しなければならない。なお、この方法の欠点と考えられるのは、1 日平均気温 (普通には最高および最低気温の平均値) をもって計算するので、実際に日中のある時間において融雪の起こるような気温であっても、日平均気温が 0°C 以下であるならば気温日数の値は 0 となる不合理のあることである。したがって、より正確を期するには、 0°C 以上の積算気温を用いるのであるが、これらについては著者らの研究も発表されている。^{9), 10)}

(2) 気温時数法による融雪量

米国などの河川では時間の単位は日変化で十分であろうが、わが国の河川では不十分であって、したがって、1 時間単位とし、精度上からも積算気温面積と融雪流出量との相関に着目した気温時数 (degree-hour) による方法が望ましいと考えられる。いま、気温時融雪率 (degree-hour factor) を f'_s とすれば、 f'_s はサーモグラフ (thermograph, 毎時気温曲線) からハイドログラフへのグラフ上での面積変換率ともいうべきものであって、融雪流出総量を ΣQ 、積算毎時気温を D 、流域面積を A とすると、 f'_s は次式で与えられる。

$$f'_s = \frac{\Sigma Q}{AD} \quad (3)$$

しかし、一般に各因子の単位のとりに方により、同じく融雪流出量を Q 、積算気温を D 、流域面積を A として、普通は気温時融雪率 f'_s を次式で定義している。

$$f'_s = \frac{\Sigma Q \times 3600 (\text{m} / ^\circ\text{C} \cdot \text{hr})}{AD \times 1000^2} = \frac{3.6 \Sigma Q (\text{mm} / ^\circ\text{C} \cdot \text{hr})}{AD} \quad (4)$$

ただし、 ΣQ : ハイドログラフにおける1時間単位の全流出量 (Q の単位は m^3 / sec)

A : 流域面積 (km^2)

D : 積算気温で 0°C 以上の1時間単位気温 T の和 (T の単位は $^\circ\text{C}$)

(4) 式により 0°C 以上の積算気温と、それにより生ずる融雪流出量とを比較して f'_s を決定するのであるが、まず、1日当りの積算気温により、どれだけの融雪流出量があるかをハイドログラフ上で決定することが必要となる。その決定方法などについては同じく著者らの研究もある。^{11), 12)}

6. 融雪水の積雪内移動をダルシー則で近似したモデルの北陸河川の融雪流出への適用¹³⁾

融雪流出は雨水や積雪表面で生じた融雪水が流域内の各種経路を、それぞれの移動形態に従って流出して来るものと考えられるが、気象的要因のみならず、流域の地形・地質・積雪など各種要因の影響を受ける複雑な現象といえよう。また、融雪流出に関する問題のうち、気象あるいは積雪に関する資料をもとに、融雪流出のハイドログラフを物理的モデルにより推定、再現しようとする場合、次のような融雪水の移動過程に関する問題に直面するものと思われる。その1つは流域内において生じる融雪量およびその分布であり、更に、この融雪水の流域内における移動経路およびその形態である。前述したように、これらは多くの要因によって影響を受けるものであって、その把握は容易なものではない。一方、これらの現象の複雑さに対して、実際河川における融雪流出の解析を行なおうとする場合、使用し得る資料は質的にも量的にも限定され、巨視的なアプローチにならざるを得ないであろうし、このような手法の適用が困難な場合もあろう。したがって、著者らは北陸河川の融雪流出に対して、主として流出系をblack boxとして取り扱う経験的・実用的手法により、その特性の検討および流出の再現を試みて来たのであるが、この方法では物理的に不明確であり、融雪流出の特性・機構を検討する上で限界があろう。そこで融雪流出の正確な推定・予測を行なう上で不可欠な流出モデル確立のためには、従来のblack box的な手法と並行して、より物理的意義の明確な融雪流出のモデルによるアプローチの結果をもとにした融雪流出の特性・機構の把握が必要であろうと思われる。

ここでは巨視的ではあるが、積雪内の融雪水の移動をダルシー則で近似したより物理的モデル¹⁴⁾を北陸地方の代表的河川である手取川および黒部川の融雪流出に適用した結果について述べることにしたい。

(1) 融雪流出のモデル

著者らが解析に使用した融雪流出のモデルは、実際の融雪流出が融雪水の発生とその流域内における移動という2つのプロセスから構成されるのに対応して、融雪量の推定と融雪水・雨水の流域内における移動の追跡という2つの部分からなっている。ここでは、このモデルの概略について述べよう。

a) 融雪量の推定

融雪に影響を及ぼす熱源の気象要因としては、気温・日射・風・湿度・雨などが考えられるということは前述したが、実際河川においては、融雪量推定に用い得る資料は気温および雨量のみという場合が多く、また、日射と風は気温に反映され、湿度と雨は雨が暖雨なら考慮しなければならないけれども、熱量としては案外小さく、とくに、雨は積雪内における水の吐き出しに大きな影響があるともいわれている。そのため融

雪量の推定に当っては実用的な面から、観測や観測結果の定量的処理の容易さといった利点のある気温のみにより融雪量を推定しているものが多い。本報告では、藤田らが空知川・金山ダム流域の観測で得た次式を用いて融雪量を推定してみた。

$$W = 0.34 (T + 0.05) \quad (5)$$

ここに W は融雪量 (mm/hr) であり、 T は気温 (°C) である。¹⁵⁾

b) 融雪水の流域内における移動

前述の藤田らのモデルでは、積雪内における融雪水の移動はダルシー則で近似されるが、積雪で覆われた流域斜面が図-4のようにモデル化されるものとする。

そして、融雪表面から鉛直方向に浸透流下して地表面に到達し、その後は積雪内を斜面方向に一次元流れとして河道に流下するものとする。この際、鉛直方向の流下時間は無視し、更に、融雪水・雨水は地中に浸透することなく、すべて積雪内を流下するものとした。前述したように、融雪水の積雪内における移動がダルシー則に従うものと仮定すると、積雪内の流れは、次のような運動方程式および連続式で表わされる。

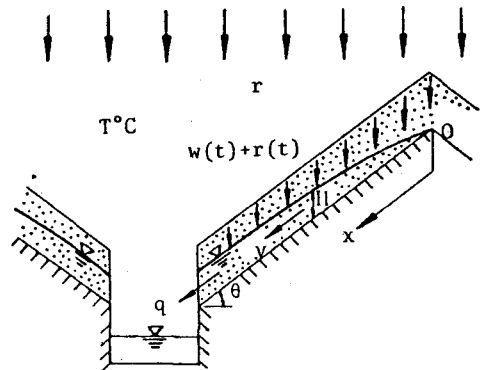


図-4 積雪内における融雪水および雨水の移動

$$v = -k \left(\frac{\partial H}{\partial x} - \sin \theta \right) \quad (6)$$

$$r \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial (vH)}{\partial x} = w(t) + r(t) \quad (7)$$

上式において、 v は積雪内の融雪水の浸透流速、 k は積雪の透水係数、 H は積雪内浸透流の飽和水深、 x は斜面上流端からの距離、 θ は斜面の傾斜角、 r は積雪の有効空隙率、 $w(t)$ 、 $r(t)$ はそれぞれ時刻 t における融雪量および雨量である。式(6)を式(7)に代入し、また、山地流域においては山腹斜面の勾配は一般に急であり、重力の効果が大きいことなどを考慮して単純化すると、次式が得られる。

$$r \frac{\partial H}{\partial t} = -k \sin \theta \frac{\partial H}{\partial x} + \{ w(t) + r(t) \} \quad (8)$$

式(8)を特性曲線法により、適当な初期条件・境界条件のもとで解き、更に、各時間ごとの融雪量・雨量が与えられれば、逐次計算によって、斜面下流端における河道への融雪水・雨水の流入量を知ることができる。

上述したモデルを用いて、実際河川の解析対象地点における融雪流出のハイドログラフを推定するには、まず、融雪量の地域的分布を考慮するため、流域河道の配列によって幾つかに分割した。この分割流域における融雪量は、基準観測所の気温から推定された中位高度の気温を式(5)に代入して得られたものに等しいものと仮定した。この融雪量および雨量によって、各分割流域の斜面下流端における河道への流入ハイドログラフを計算し、これが河道を流下するに際しては、変化せずに流域下流端へそのまま伝播するものとした。そして、この各分割流域からのハイドログラフを分割流域から解析対象地点までの河道距離に対応した遅れ時間だけずらして重ね合わせ、解析対象地点の融雪流出のハイドログラフとした。この遅れ時間については中安の式

$$t_g = 0.27 L^{0.7} \quad (9)$$

で推定したものを用いた。¹⁶⁾ここで t_g は遅れ時間 (hr), L は分割流域から解析対象地点までの河道距離(km)である。

(2) 北陸河川の融雪流出への適用

a) 解析対象流域の概況および使用した資料

対象流域は北陸地方の急流河川である黒部川水系弥太蔵谷流域, 手取川水系尾添川流域であるが, 前者は図-5で示されるように黒部川上流部の右支川であり, その流域面積は約 18.2 km², 流路延長約 7.4 km², 平均河床勾配約 $1/10$ の急流河川である。流域を構成する岩石は非浸透性のものであり, 植生は極めて良好で, 樹種の大部分は広葉樹である。一方, 後者は図-6に示すように, 白山連峰に源を発する手取川の右支川であり, 流域面積は約 190 km² (解析対象地点の瀬戸堰堤地点では約 186 km²), 幹川流路延長約 22 km, 平均河床勾配約 $1/11$ の同じく急流河川である。そして, 上流部地獄谷, 仙人谷付近は白山火山活動により深部まで影響を受け, 風化が著しく両岸のいたるところに大規模な崩壊があるようである。

解析に使用した資料の弥太蔵谷流域については建設省黒部工事事務所のもので, 時間流量の記録は弥太蔵谷水位観測所の毎時水位記録(時刻水位旬表)を水位流量曲線により変換したもの, 時間雨量(時間雨量月表)および積雪深(積雪量年表)の記録は流域下流端に近い宇奈月観測所(標高23.2m)で観測されたものを用いたが, 時間気温の記録は, 基準観測所としての宇奈月観測所で毎時の気温が得られなかったので, 建設省黒部工事事務所黒部川出張所(標高31.6m)の自記気温記録(自記温湿記録図)を, 2地点間における気温の回帰式より推定したものを用いた。気温の回帰式を推定するには2地点間の日気温, 日最高気温, 日最低気温(気温年表)より推定した。また, これらの資料については, 昭和51年から53年までの期間を対象にしたが, 尾添川流域については, 建設省金沢工事事務所のもので, 昭和38年から43年までの期間を対象にした。そして, 時間流量の資料は瀬戸堰堤地点で観測されたもの(時刻水位旬表), 時間雨量の記録は建設省金沢工事事務所尾口出張所で観測されたもの(時刻水位旬表), また, 積雪深(積雪量年表)および時間気温の記録(自記温湿記録図)は流域下流端に近い基準観測所としての尾口出張所で観測されたものを用いた。

b) 流出モデルの適用結果

(1)で前述したモデルを弥太蔵谷流域および尾添川瀬戸堰堤地点流域の融雪流出に適用した。その適用の対象期間は融雪期のうちでも, 本報告で用いるモデルの関係上, 流域下流端に近い基準観測所における積雪深

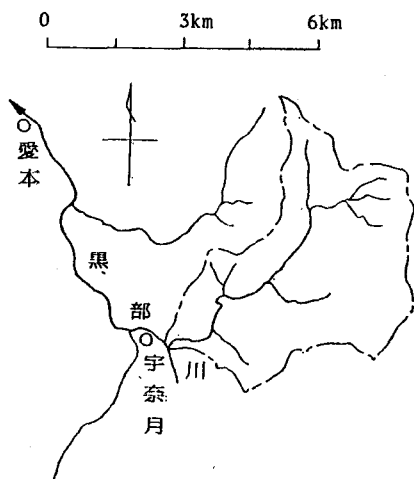


図-5 弥太蔵谷流域図(黒部川水系)

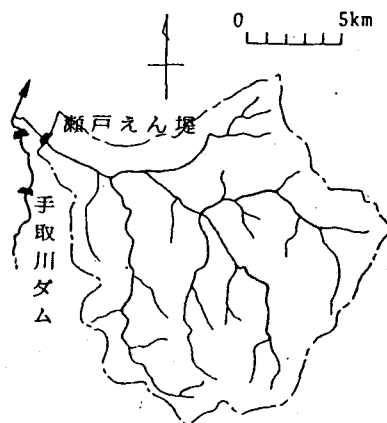


図-6 尾添川流域図(手取川水系)

が0になる時間がその期間中もしくは前後数日以内にあり、流域の大部分が積雪に覆われていると考えられる期間である。また、流域の分割数は弥太蔵流域が5個、尾添川流域が7個であるが、これに地形を考慮した長方形流域にモデル化した。一方、計算に必要なパラメータのうち、積雪に関するものについては、本来積雪の状態の変化に対応して、融雪の進行とともに変化するものと考えられるが、対象としている期間がほぼ同様な条件にあるものとし、一定の値とした。すなわち、透水係数 k を 1.5 cm/sec 、有効空隙率 γ を 0.7 とした。一方、地形のパラメータについては、国土地理院発行の $1/5$ 万の地形図より求めたが、各分割流域の中位高度の気温を基準観測所の気温から求めるのに必要な気温の高度てい減率は $0.6^\circ\text{C}/100\text{ m}$ とした。

図-7 から図-11は前述の流出モデルおよびパラメータを用いて計算された弥太蔵谷流域、尾添川流域の下流端における融雪流出ハイドログラフの1例である。これらのうち、弥太蔵谷流域の計算例については実測値と比較した場合、昭和53年の例は比較的良好な結果を得ているが、昭和51年の例は計算ハイドログラフは過大な結果を与えている。これには次のような原因が考えられるであろう。すなわち、式(5)によって推定される融雪量の推定精度が本流域に対しては悪く、実際の融雪量より大であること、更には融雪水の土中への浸透を考慮していないことなどが過大な流出を見積もることになったこと、また、本報告以外の例のうち、流出量が少ない期間の場合には、波形は実測値とほぼ同様な形態を示すが、計算ハイドログラフが大きくなる例がみられ、この場合にも前と同様な原因が考えられよう。次に、尾添川流域の適用結果については、本報告で取り上げた昭和38年の例は、その対象期間のほとんどについてはほぼ降雨を伴わないとみなせるが、この例では計算ハイドログラフは実測ハイドログラフと比較的類似した傾向を示し、良好な結果が得られている。しかし、対象期間の末期には相当の降雨がみられ、この時には、実測値が急激に大きくなっているにもかかわらず、計算値は余り大きくなく、降雨時には計算ハイドログラフの精度が低下することが考えられ

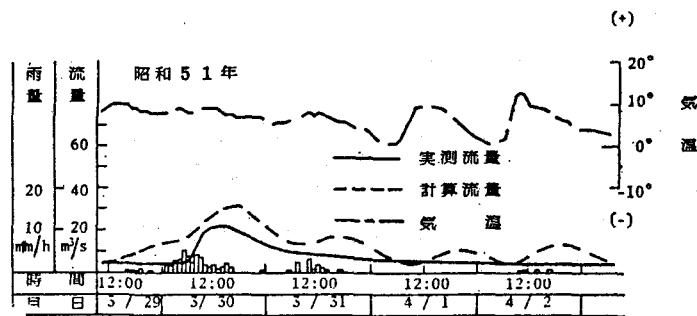


図-7 計算ハイドログラフと実測ハイドログラフの比較(弥太蔵谷流域)
(気温の単位は $^\circ\text{C}$ 、流量の m^3/s は m^3/sec 、雨量の mm/h は mm/hr を意味する。以下同じ)

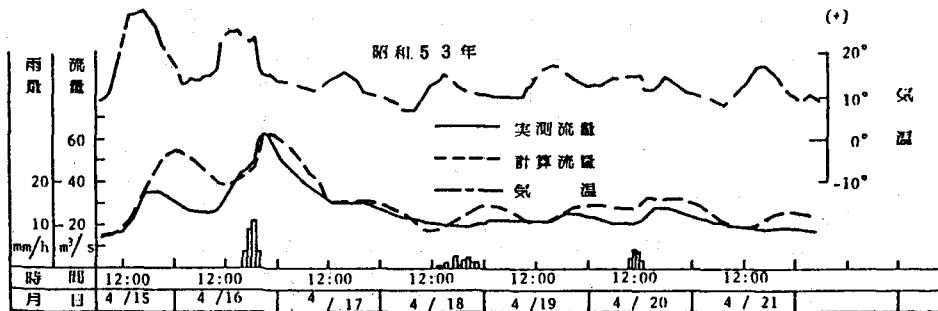


図-8 計算ハイドログラフと実測ハイドログラフの比較(弥太蔵谷流域)

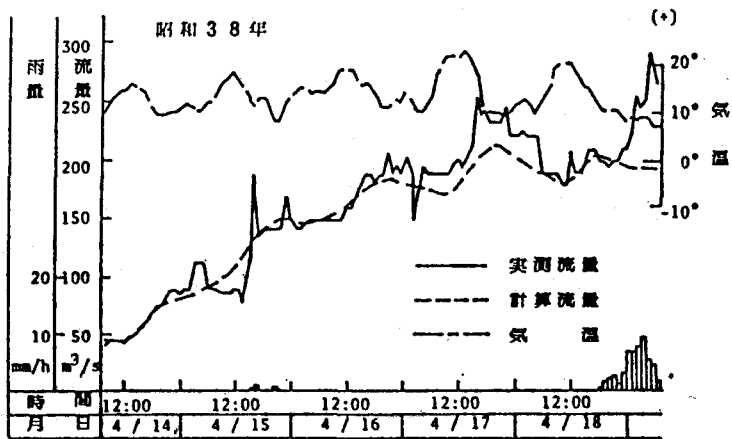


図-9 計算ハイドログラフと実測ハイドログラフの比較(尾添川流域)

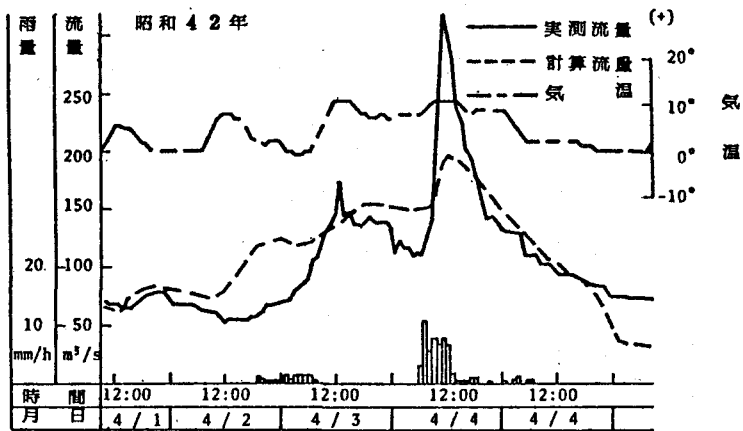


図-10 計算ハイドログラフと実測ハイドログラフの比較(尾添川流域)

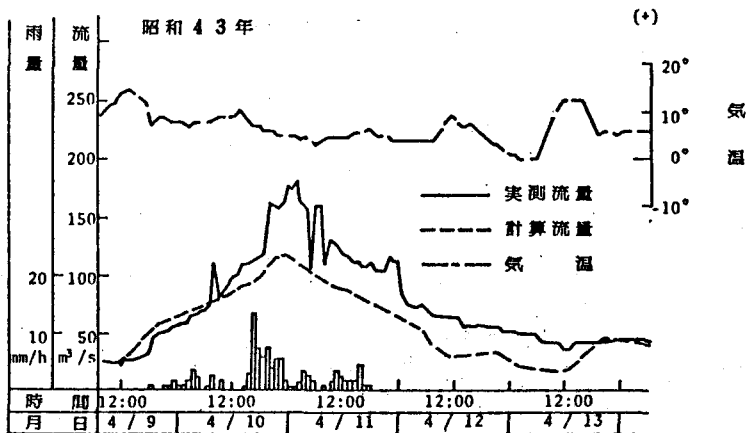


図-11 計算ハイドログラフと実測ハイドログラフの比較(尾添川流域)

る。このような傾向は他の2例についても同様にうかがわれるが、2例ともかなりの降雨がハイドログラフのピーク付近にみられ、実測ハイドログラフのピーク付近の流量が計算ハイドログラフのそれを大きく上回っている。この時には、最大降雨が10mm/hrを越えるものであり、融雪流出ハイドログラフの精度には降雨が強く影響するものと考えられる。すなわち、尾添川流域は弥太蔵谷流域と比較して、その面積の大きさは1桁オーダが大きく、それに対して流域下流端近くの1か所の基準観測所の雨量観測値もしくは気温観測値で、各分割流域の雨量値あるいは融雪量を推定したため、各分割流域における雨量および融雪量の推定が十分でなかったことが考えられよう。また、融雪流出における非線型性の存在も大きく影響しているものと考えられ、特に、降雨を伴う場合に強く現われると考えられる。これに対して著者らの用いたモデルは適用流域が山地流域ということで、適当な近似により結果的には線型モデルとなっており、このようなことなどから判断すると、非線型性の存在する流出に対して、その再現性には限界があったものと考えられるように思われる。

7. おわりに

冬期間に雪の降る積雪地帯は、わが国土面積全体の約60%にも及ぶのであるが、これらの地方における積雪地河川の春の融雪流出は、治水上極めて重要な問題であるとともに、発電など利水上の水資源という立場からみても同じく大変重要な問題であり、いろいろな調査研究がなされているけれども必ずしも十分とはいえない現状である。このことは融雪流出機構の複雑性を物語っているようにも思われるが、融雪現象と融雪流出についての従来の研究、とくに、代表的な熱収支に基づく理論的解析法と実用的解析法について紹介した。更に、著者らの最近の研究として、融雪水の積雪内流下の過程をダルシー則で近似した水理学的なモデルを北陸地方2河川小流域に適用した結果について紹介したが、次のような問題点も指摘された。

- (1) 融雪量および雨量の推定精度が悪く、対象期間ごとに差がある。
- (2) 積雪状態の変化に伴う積雪内の保水効果の変化を考慮する必要がある。
- (3) 降雨は単に融雪量の増加に寄与するだけでなく、融雪水の流下特性や積雪内における水の吐き出しにも影響を及ぼす。
- (4) 融雪水の流域内における移動においては非線型性が存在し、その程度は雪質の違い、降雨の有無などによって変化するものと考えられる。

以上の諸点を考慮しモデルあるいは適用手法を改良するには、野外実験によって雪質・構造など積雪状態の違い、降雨の影響などと融雪現象あるいは融雪水の流下特性との関係を明確にし、その成果を集積することが今後の課題となるであろうが、これらの究明に対して、著者も微力ながら努力したいと思っている。

参考文献

- 1) Wilson, W. T. : An Outline of the Thermodynamics of Snow Melt, Trans. AGU. 1941.
- 2) Light, P. : Analysis of high Rates of Snow Melting, Trans. AGU. 1941.
- 3) Garstka, W. U. and others : Factors affecting Snow Melt and Stream Flow, U. S. Department of the interior Bureau of Reclamation, 1958.
- 4) 井上章平：融雪出水の解析について、建設省直轄工事第12回技術研究報告，昭. 33.
- 5) 山田睦郎：融雪洪水の予報について、建設省直轄工事第16回技術研究報告，昭. 37.
- 6) 境 隆雄：河川の融雪流出に関する研究，土木学会論文集，95号，昭. 38.

- 7) 高瀬信忠・野村継男：手取川流域における融雪出水に関する研究，金沢大学日本海域研究所報告，4号，昭. 47.
- 8) 高瀬信忠・山本忠勝・野村継男：日本海域流入河川の融雪出水に関する研究（—信濃川支川柿川流域を対象として—），金沢大学日本海域研究所報告，3号，昭. 46.
- 9) 高瀬信忠・野村継男：黒部川流域における融雪出水に関する研究，金沢大学工学部紀要，8巻1号，昭. 49.
- 10) 吉野文雄：手取川水系尾添川流域における融雪流出について，金沢大学工学部卒業論文，昭. 40.
- 11) 前出8)
- 12) 前出9)
- 13) 高瀬信忠・畑 時男：北陸河川の融雪出水，自然災害資料解析，9号，昭. 57.
- 14) 藤田陸博・加島哲雄・山岡 勲：融雪流出のシミュレーションモデルについて，土木学会第25回年次学術講演会講演集，Ⅱ，昭. 45.
- 15) 藤田陸博・山崎 誠：融雪流出の実験的研究，土木学会第29回年次学術講演会講演概要集，Ⅱ，昭. 49.
- 16) 高瀬信忠：河川水文学，昭. 53.